

## REVISIONE DEI PROFILI CROSTALI NELL'AREA DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE INTERESSATA DAL PROFILO CROP 03

### RIASSUNTO

Si è proceduto ad una raccolta delle sezioni crostali derivate dalla interpretazione dei profili sismici a rifrazione esplorati nell'area di interesse del profilo CROP 03. Tali profili, oggetto nel recente passato di pubblicazioni e rapporti scientifici, sono stati rivisti in dettaglio, ne è stata discussa l'attendibilità e il significato dei risultati ottenuti. Lungo l'allineamento Corsica - Ancona, si passa da una tipologia crostale continentale sotto la Corsica ad una crosta assottigliata ed anomala sotto la Toscana, per ritornare ad una crosta di tipo continentale nell'avampese adriatico.

I dati disponibili non permettono una chiara descrizione del passaggio tra un tipo crostale e il successivo. In corrispondenza dell'isola d'Elba si rileva una discontinuità profonda, interpretabile come Moho europea, al di sotto di una Moho adriatica relativamente superficiale, con strati intermedi caratterizzati da valori di velocità relativamente bassi. Un salto della Moho è evidenziato nella zona di separazione tra la crosta toscana assottigliata e la crosta adriatica normale. Sulla base di queste evidenze viene presentata una carta delle profondità delle Moho, la posizione delle fasce di separazione tra le diverse tipologie crostali nonché alcune considerazioni sui rapporti Alpi - Appennini.

### ABSTRACT

Crustal sections derived from the interpretation of seismic refraction profiles in recent years explored along the area of interest of CROP 03 programme have been reexamined in detail; meaning and reliability of results have been discussed and commented. Data show that across a Corsica - Ancona section, a crust of continental type is present underneath the Corsica and the umbro - marchean Apennine whereas a thin and anomalous crust characterizes the Tuscany. In addition, in the Elba island, below a shallow tuscan Moho a deeper discontinuity (referred as to european Moho) is observed with relatively low velocity layers intervening. Finally a jump in the Moho depth separates tuscan from adriatic crust.

Available data do not allow a clear description of the transition from a crustal type to the adjacent one. On the basis of those data, however, a general map of Moho depths along with the position of the separation bands among different crustal types has been drawn and some considerations on the Alps - Apennines boundary put into evidence.

**PAROLE CHIAVE:** Sezioni crostali, Profili sismici a rifrazione, Moho, Subduzione, Alpi, Appennino settentrionale.

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia.

(\*\*) C.N.R., Istituto per la Geofisica della Litosfera, Milano.

**KEY WORDS:** Crustal sections, Refraction seismic profiles, Moho, Subduction, Alps, Northern Apennines.

### PROFILI ESPLORATI

L'area degli Appennini Settentrionali interessata dal profilo CROP 03 è attraversata da un buon numero di profili a rifrazione profonda (DSS) esplorati in varie occasioni in un periodo compreso tra il 1974 e il 1980 (Fig. 1).

I profili sono i seguenti:

- profilo 2-74, con allineamento SW-NE, esplorato con scoppi ravvicinati nel Mar Ligure e stazioni di registrazione a terra tra Viareggio e Bologna attraverso l'Appennino;

- profilo 3-74, con allineamento WSW-ENE, esplorato con scoppi in mare ad Ovest della Corsica e tra la Corsica e l'isola d'Elba e con stazioni di registrazione ubicate in Corsica, sull'Elba e nel tratto tra Piombino e Rimini attraverso l'Appennino;

- un'altra serie di profili è stata esplorata nel '78 nell'area Toscana e zone limitrofe utilizzando una serie di scoppi in terra ubicati nelle vicinanze di Livorno (Sp N), Massa Marittima (Sp C), Montalto di Castro (Sp S), Perugia (Sp B) ed Ancona (Sp A) e registrando su stazioni ubicate su vari allineamenti che hanno dato luogo ai profili: 01/02/03/04/05-78 tra la Corsica ed Ancona; ai profili trasversali 07/08/09/10-78 che formano un triangolo con vertici nei punti di scoppio N, S, e B; ai profili 11 e 12-78 con andamento longitudinale alla catena appenninica, registrati dal Ps B;

- infine il quadro si completa con i rilievi del '79 e '80 che, per quanto riguarda l'area interessata, comprendono il profilo 01-79 esplorato dal Ps A presso Latina e direzione NNW ed il profilo 01-80 dal Ps A presso Pescara anche esso orientato verso NNW.

### INTERPRETAZIONE DEI PROFILI E SEZIONI CROSTALI

Tutti i profili illustrati sono stati interpretati in maniera definitiva o preliminare ed hanno fatto l'oggetto di varie pubblicazioni, rapporti tecnici e presentazioni a Congressi. Si procede quindi ad una raccolta di tali interpretazioni, ad un esame critico della loro consistenza e ad una elaborazione areale dei risultati per quanto riguarda le strutture crostali investigate.

La interpretazione del profilo 02-74 è basata su sezioni-*film* ricostruite sia su alcune stazioni a terra

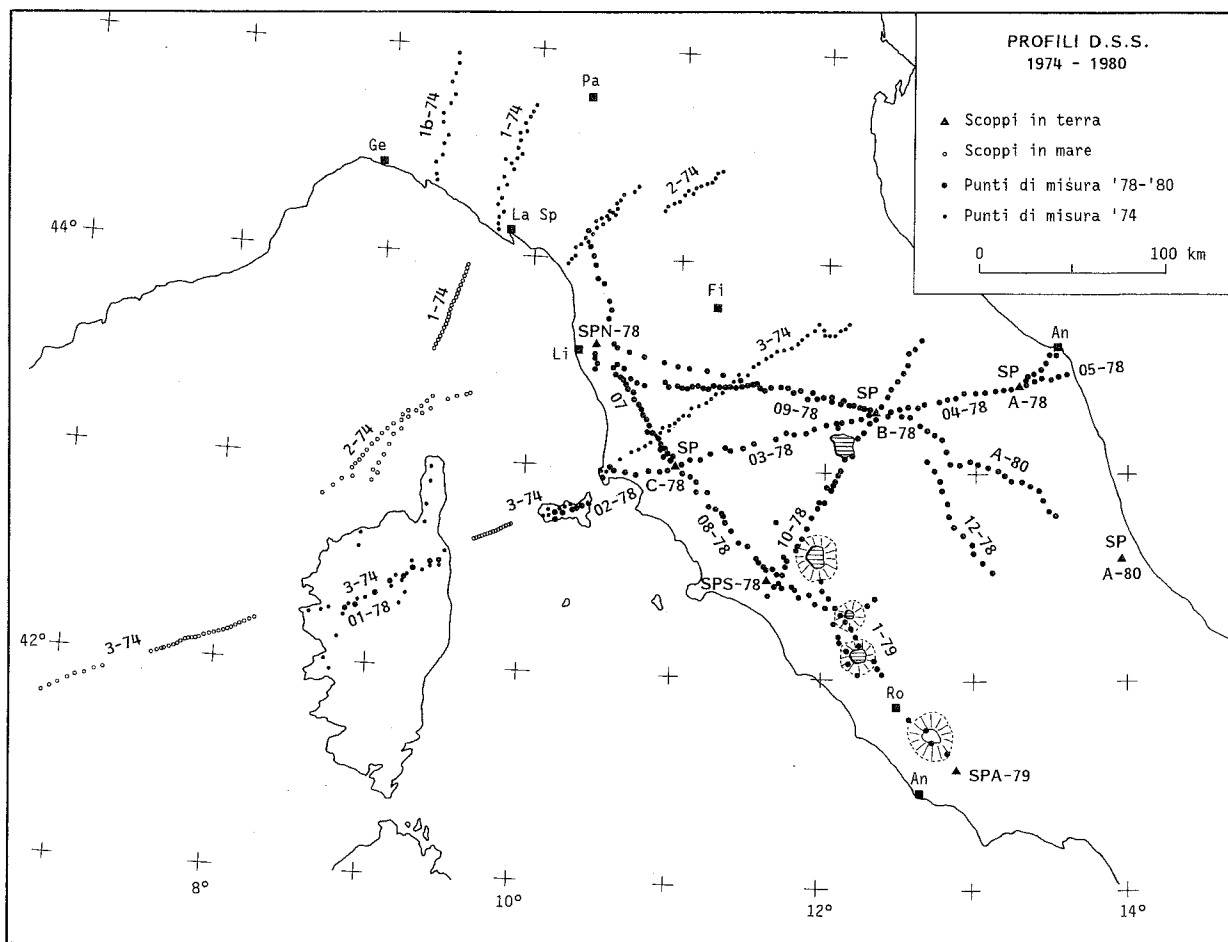


Fig. 1 - Posizione dei profili di sismica a rifrazione.

(registrazioni su una stessa stazione dalla serie di scoppi in mare), sia su alcuni scoppi in mare (registrazioni da un punto di scoppio sulla serie di stazioni in terra). Si ha così la possibilità di prendere in considerazione profili reciproci per un migliore controllo delle velocità nella interpretazione. La sezione crostale è quella della Fig. 2 (da COLOMBI *et al.*, 1977). Essa mette in evidenza una discontinuità di velocità da circa 6 a circa 7.5 km/s, che si localizza intorno a 20 km di profondità al largo della costa, mentre in prossimità di quest'ultima si immerge fino a 25 km in direzione degli Appennini. Data la distanza fra stazioni a terra e scoppi in mare, le sezioni-*film* coprono soltanto tratti compresi tra un minimo di 100 e un massimo di 240 km, per cui non si possono avere informazioni sugli strati più superficiali. Su alcune sezioni-*film* si possono notare anche impulsi riflessi intorno a 170-210 km di distanza, da cui si può interpretare una discontinuità profonda tra 50 e 60 km che si immerge verso NE e una velocità di 8-8.2 km/s dello strato riflettente.

Il profilo che corre dalla Corsica ad Ancona, attraverso l'Elba, la Toscana, l'Umbria e le Marche, è stato esplorato con un buon dettaglio se si considerano i rilievi del '74 e del '78. Come accennato prima, essi comprendono scoppi ravvicinati in mare ad Ovest della

Corsica e tra la Corsica e l'Elba e tre scoppi in terra (Massa Marittima, Perugia ed Ancona) che sono stati registrati da stazioni in terra ubicate in Corsica, sull'Elba e in terraferma tra Piombino ed Ancona. Questo dispositivo ha permesso interpretazioni successive delle strutture crostali relativamente abbastanza dettagliate e vincolate sia per la crosta superiore (registrazioni a breve distanza) che per quella profonda (registrazioni sulle lunghe distanze).

La struttura crostale della Corsica è riportata in Fig. 3 (da HIRN & SAPIN, 1977). In essa è indicata una crosta spessa 30 km al centro dell'isola, che si assottiglia rapidamente in direzione Ovest verso il Bacino Provenzale e leggermente verso Est in direzione dell'isola d'Elba.

L'interpretazione dei risultati nel tratto tra la Corsica e la Toscana fornisce la sezione crostale della Fig. 4 (da WIGGER, 1984) che risulta di particolare interesse in quanto riporta il passaggio tra la crosta di tipo europeo della Corsica a quella di tipo adriatico della Toscana. Gli elementi principali evidenziati in questa sezione sono:

- una crosta assottigliata (20-25 km) nel tratto tra l'Elba e la Toscana, con un minimo spessore sotto l'isola d'Elba;

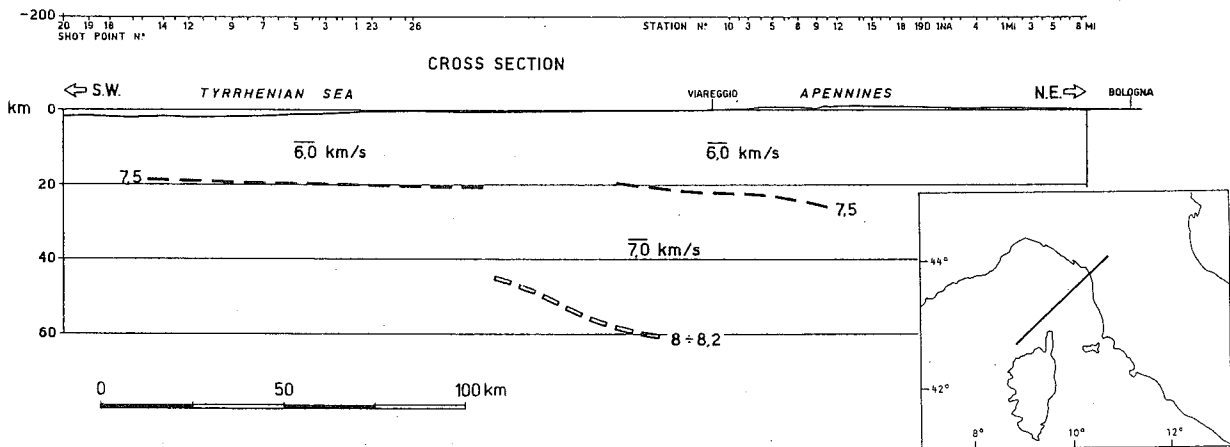


Fig. 2 - Sezione crostale lungo il profilo 2-74 (da COLOMBI *et al.*, 1977).

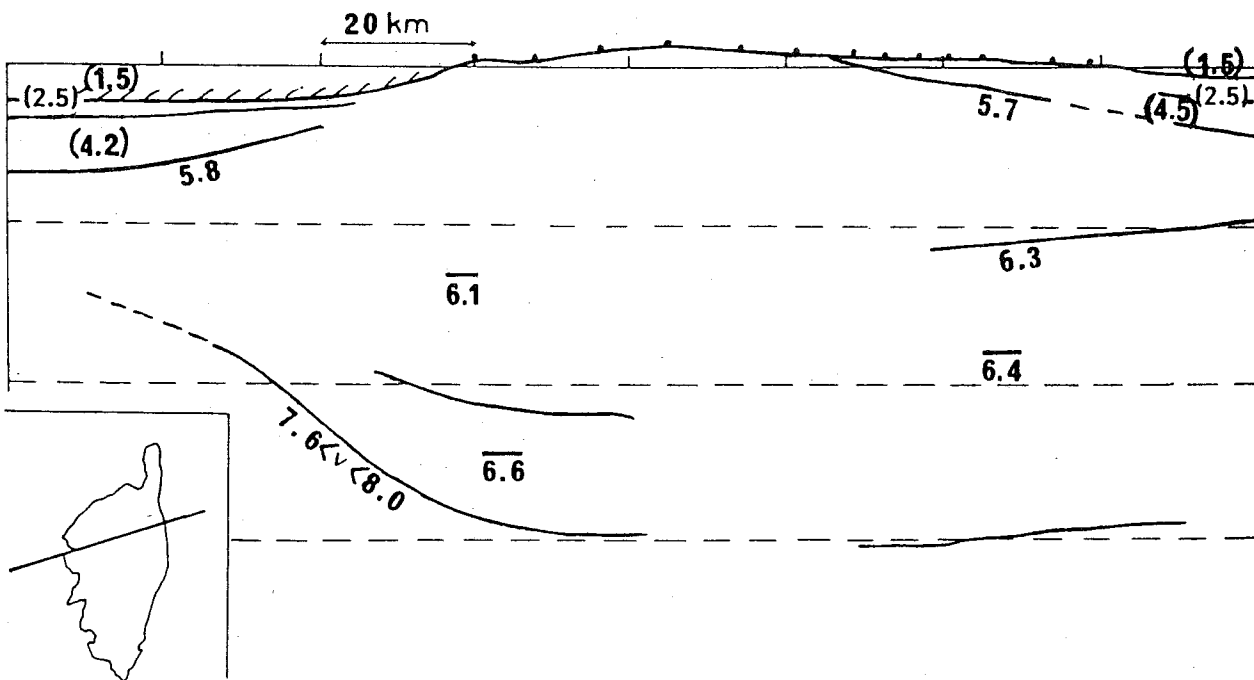


Fig. 3 - Sezione crostale della Corsica (da HIRN & SAPIN, 1977)

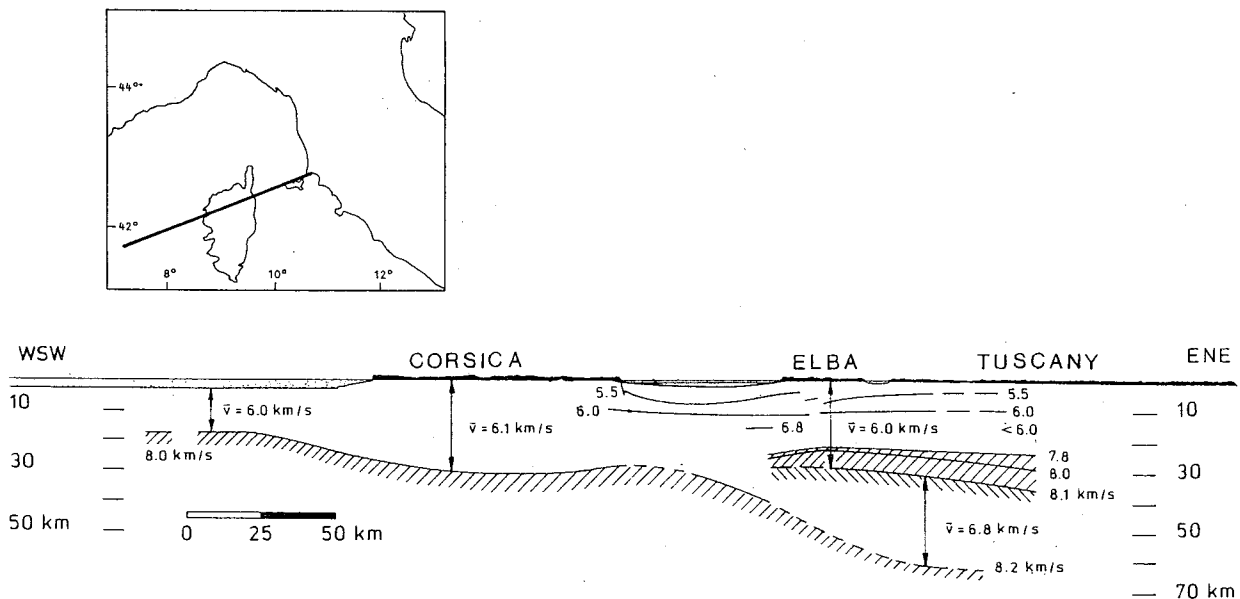


Fig. 4 - Sezione crostale tra la Corsica e la Toscana (da WIGGER, 1984).

- la presenza di una discontinuità profonda (intorno a 60 km) nello stesso tratto, immergente verso Est;
- una possibile correlazione tra la discontinuità più profonda e la base della crosta sotto la Corsica, ciò che indicherebbe un sottoscorrimento della crosta europea sotto quella adriatica;
- una interruzione di continuità del limite crosta-mantello tra la Corsica e l'Elba, che starebbe ad indicare il limite occidentale della crosta adriatica;
- spessori di sedimenti oltre i 5 km nello stesso tratto.

I risultati descritti risultano più o meno ben controllati dai dati sismici. In particolare risulta chiara l'interruzione delle fasi Pn nel tratto di passaggio dalla base della Crosta Toscana a quella della Corsica. Invece è poco controllato il collegamento tra questa ultima e la discontinuità più profonda rilevata tra l'Elba e la Toscana.

Le sezioni crostali sopradescritte nel tratto Corsica - Toscana sono state controllate anche con la gravimetria, come si vede dalla Fig. 5 (da CARROZZO *et al.*, 1977). In particolare l'andamento della anomalia gravimetrica nel tratto tra la Corsica e l'Elba risulta piatto, nonostante il dosso della Moho qui rilevato. Una possibile spiegazione è che l'effetto positivo del rialzo della Moho è compensato dall'effetto negativo causato dai notevoli spessori di sedimenti presenti in superficie.

La sezione crostale tra Orbetello ed Ancona è riportata in Fig. 6 (da LETZ *et al.*, 1977). Lungo il profilo si possono distinguere due tipi crostali. Dalla linea di costa fino quasi a Perugia (Sp B) essa risulta assottigliata (20-25 km di spessore) e presenta nella sua parte più bassa stratificazioni con inversione di velocità piuttosto accentuata. Tra Perugia ed Ancona si trovano invece spessori crostali e valori di velocità tipici di crosta continentale. Il passaggio avviene nelle zone ad Est di Perugia (scalino del Tevere) in corrispondenza di un forte gradiente orizzontale delle anomalie di Bouguer. I dati disponibili pur non permettendo di evi-

denziare la modalità di passaggio da un tipo crostale all'altro supportano l'interpretazione di raddoppio crostale espressa da vari Autori (LAVECCHIA *et al.*, 1984; ROEDER, 1990; CASSINIS *et al.*, questo volume). La struttura anomala della Crosta Toscana (spessori ridotti, strati a bassa velocità nella sua parte inferiore) è stata testata in dettaglio, oltre che lungo il profilo trasversale sopradescritto, anche lungo altri profili longitudinali ed obliqui esplorati in tutta l'area.

I profili 07, 08-78 e 01-79 permettono di costruire la sezione crostale parallelamente alla costa tirrenica, da Livorno fino al lago di Bracciano (Fig. 7, da WIGGER 1984). L'estensione verso Nord del tipo crostale toscano appare interrompersi subito a Nord di Lardarello mentre in direzione Sud appare continuo, anche se i controlli sismici nella parte più meridionale sono piuttosto scarsi.

Le sezioni tra Livorno e Perugia e Montalto di Castro e Perugia (Figg. 8 e 9, da WIGGER, 1984), dettagliano ulteriormente la struttura crostale della Toscana.

Infine, per completare il quadro dei profili esplorati nella zona interessata, prendiamo in esame quello ottenuto dal Ps B vicino a Perugia nella direzione SSE e quello ottenuto dal Ps A presso Pescara in direzione NW, ambedue senza reciproco. Si sono ricavate le funzioni di velocità della Fig. 10 (da SCARASCIA, 1979) e della Fig. 11 (da ITALIAN EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP, 1982). La prima indica una discontinuità a 25 km di profondità con velocità 7.5 km/s e strati con inversioni di velocità nella crosta intermedia e profonda; la seconda invece mostra un tipo crostale normale di crosta continentale con spessore di circa 30 km e velocità media di circa 6.2 km/s.

#### ALTRI DATI DSS DELL'APPENNINO

Le campagne DSS di sismica a rifrazione hanno interessato quasi tutta la catena appenninica. La Fig. 11

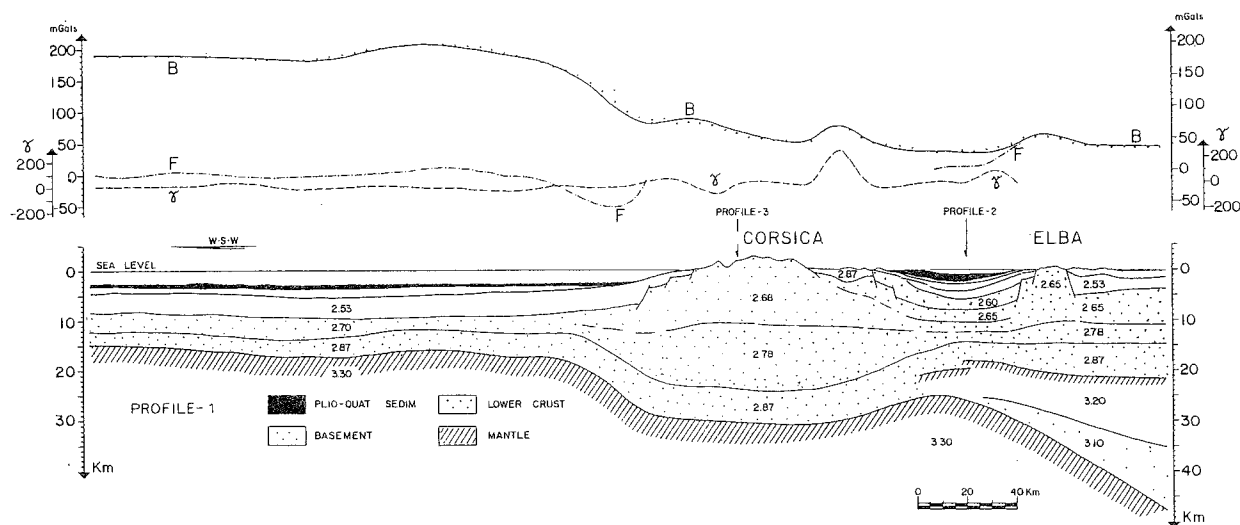


Fig. 5 - Sezione gravimetrica dalla Corsica alla Toscana (da CARROZZO *et al.*, 1977)

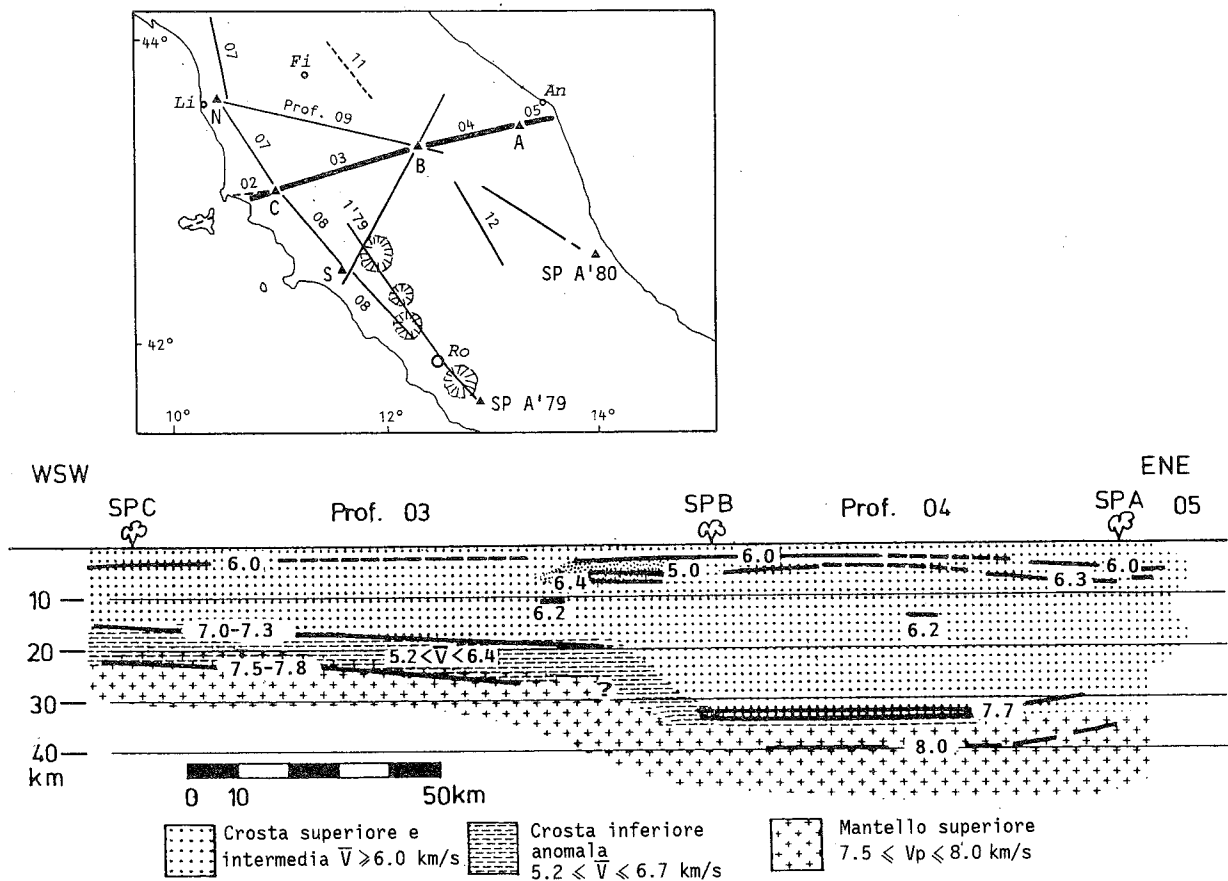


Fig. 6 - Sezione crostale Mt. Argentario - Ancona (da LETZ *et al.*, 1977)

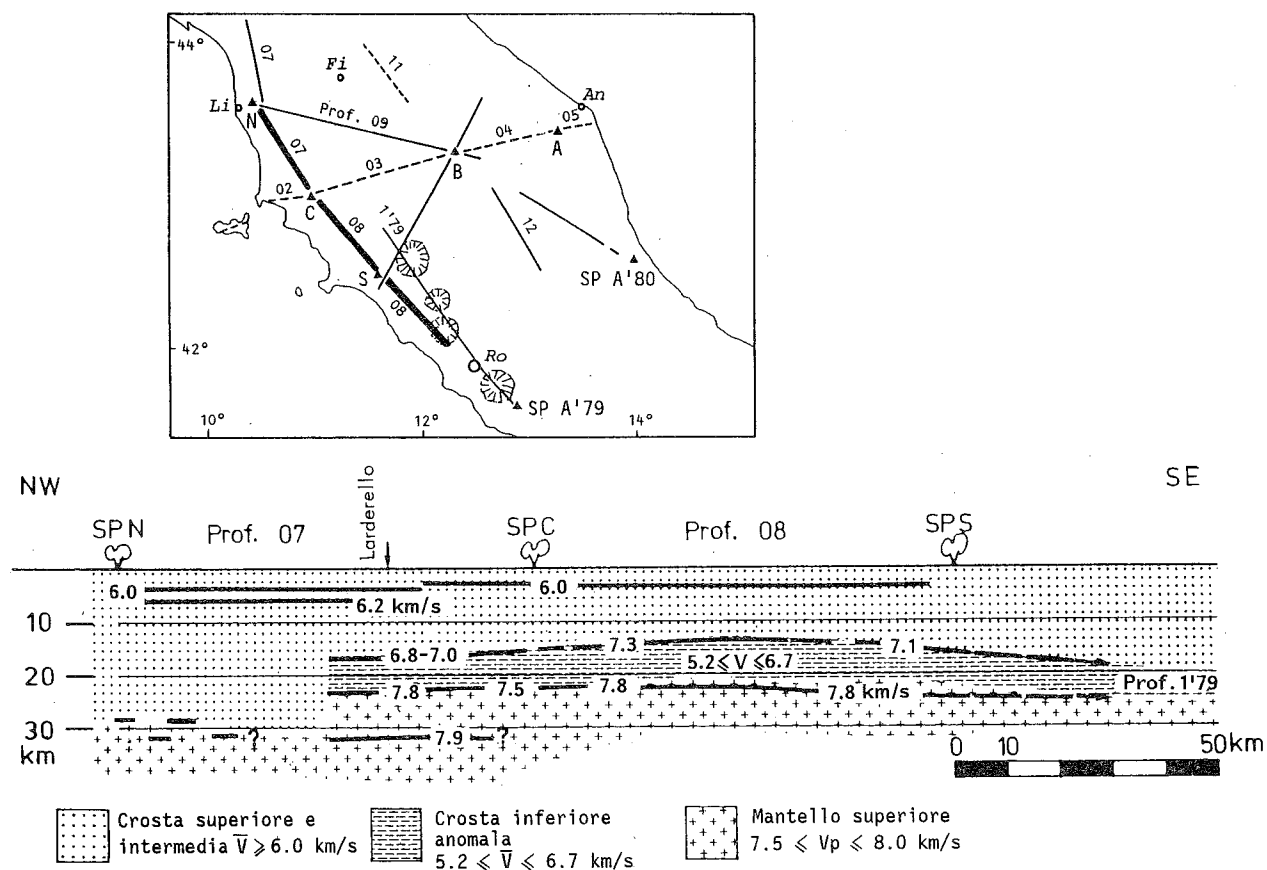


Fig. 7 - Sezione crostale Livorno - Lago di Bracciano (da WIGGER, 1984).

mostra la ubicazione di sei dei profili effettuati (due dei quali, B e C, già descritti) e ne fornisce l'interpretazione. I tre profili settentrionali (A, B, C) hanno in comune un raddoppio crostale W-vergente con Moho ben documentate presenti nel sottosuolo delle Alpi Liguri, dell'Appennino Ligure e dell'isola d'Elba. In questi ad una Moho europea si sovrappone una Moho adriatica. La profondità raggiunta dalla prima supera nei tre casi i 40 km, con un massimo di circa 60 km

al di sotto dell'isola d'Elba; la seconda sale circa fino a 20 km di profondità nelle zone in cui si verifica l'accavallamento. La Fig. 10 (adattata da WIGGER, 1984) riporta la carta delle profondità della Moho come risulta dalle varie sezioni interpretative presentate. Vi sono distinti tre tipi di isobate: uno si riferisce alla base della crosta oceanica del bacino ligure-provenzale, l'altro alla base della crosta europea della Corsica, il terzo alla base della crosta adriatica in Toscana. La

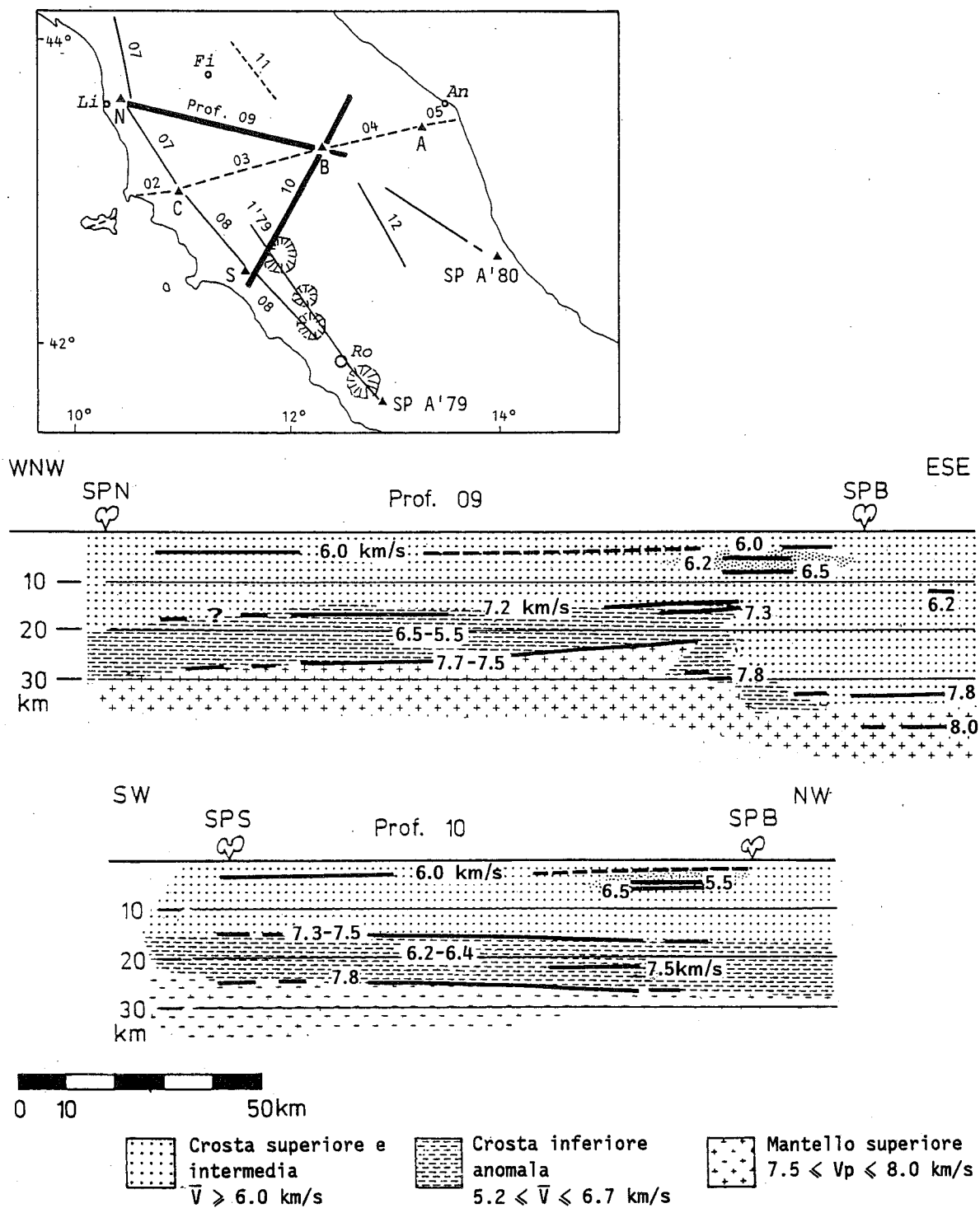


Fig. 8 - Sezione crostale Livorno - Perugia (Prof. 09); Sezione crostale Montalto di Castro - Perugia (Prof. 10) (da WIGGER, 1984).

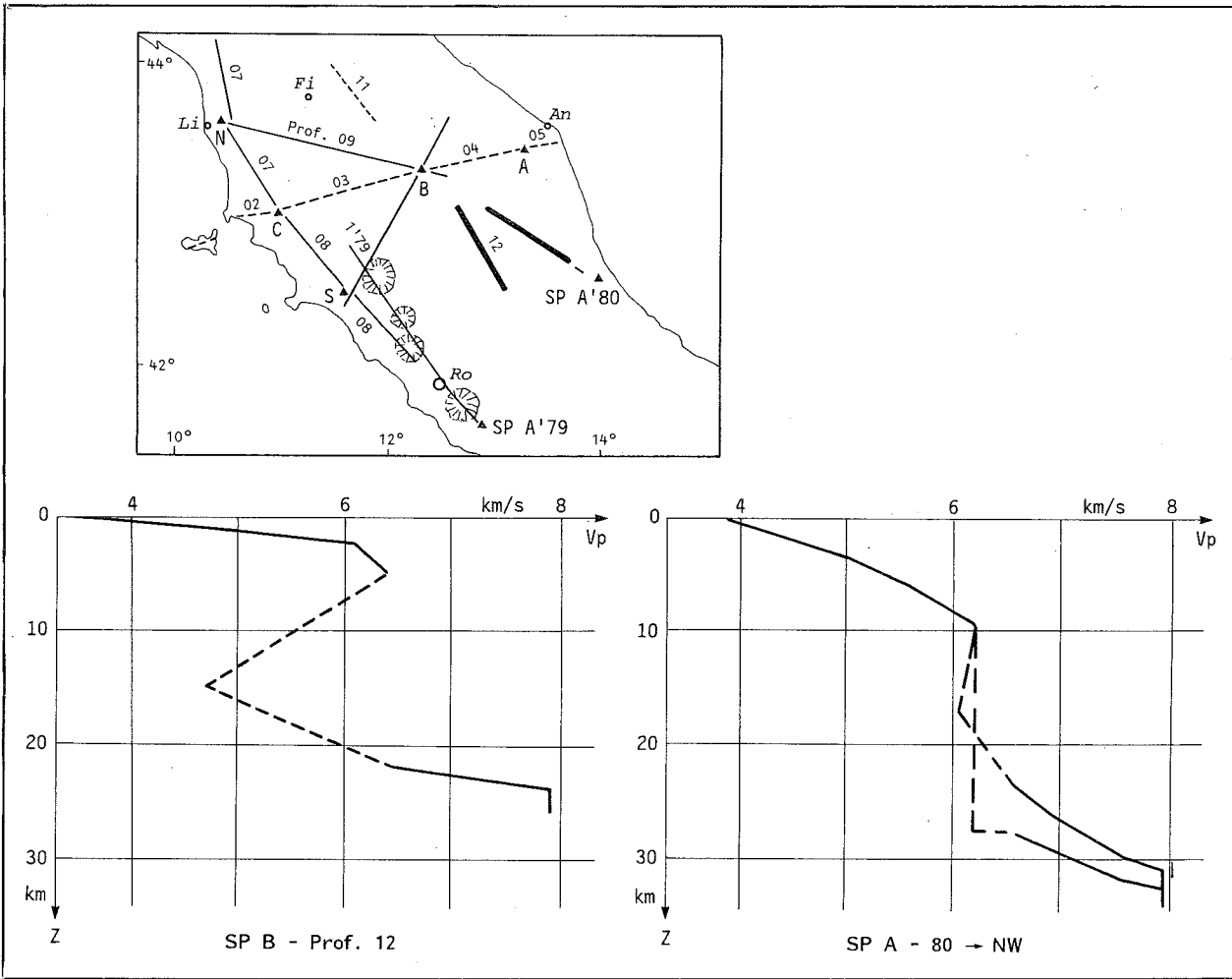


Fig. 9 - Funzioni di velocità (sinistra) da Perugia verso SSE (da SCARASCIA, 1979) e (destra) da Pescara verso NO (da Italian Explosion Seismology Group, 1982).

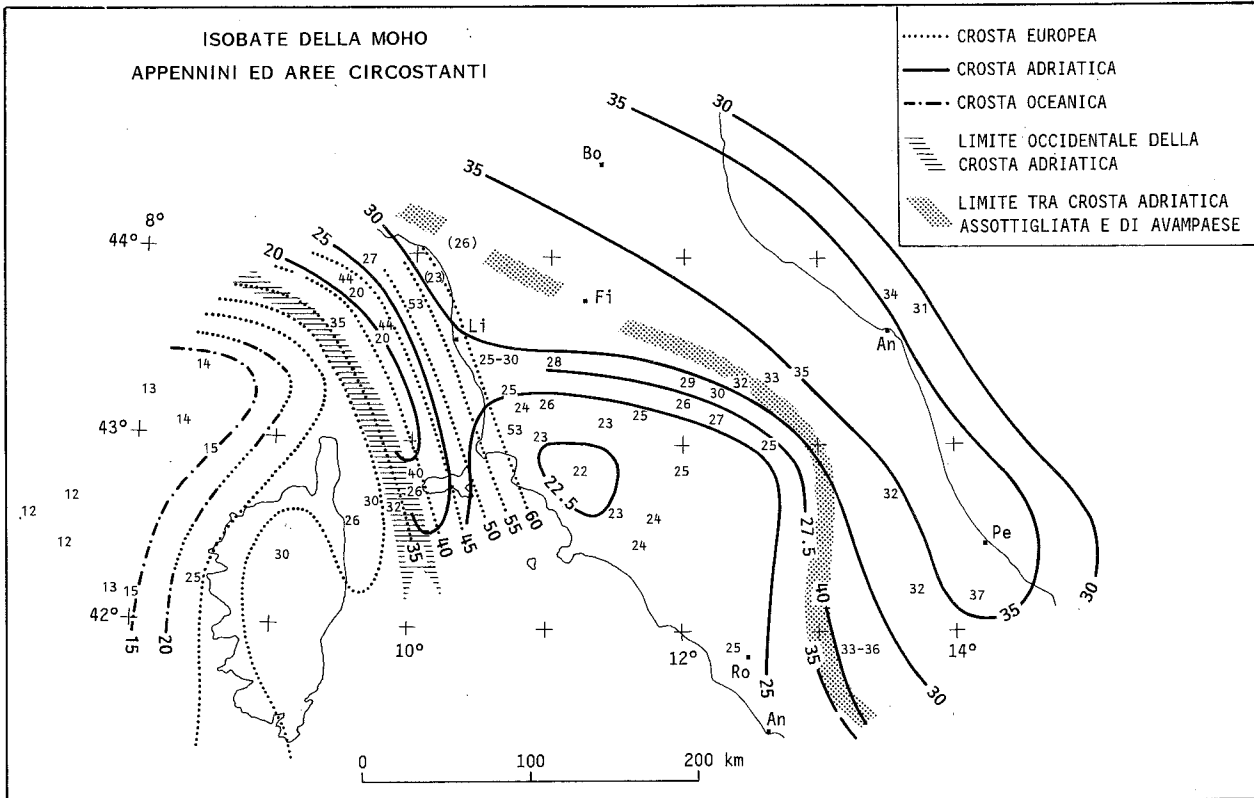


Fig. 10 - Isobate delle Moho nell'Appenninom Settentrionale e nella Corsica.

stessa figura mostra due fasce di separazione tra tipologie crostali diverse. La prima, posta ad Ovest dell'Elba, corre parallelamente alla costa della Corsica e rappresenta verosimilmente il limite occidentale della zolla adriatica; la seconda segue fedelmente il grande gradiente gravimetrico ad andamento arcuato che collega il Mugello alla Val Tiberina, ai Sibillini meridionali ai monti ad Ovest del Fucino e che corrisponde al possibile raddoppio di crosta adriatica descritto in precedenza.

I profili A, B, C di Fig. 11 costituiscono l'equivalente, nell'Appennino settentrionale, del profilo CROP - ECORS effettuato nelle Alpi occidentali. Quest'ultimo mostra (POLINO *et al.*, 1990) una ben definita Moho al di sotto della crosta continentale europea che da 40 km circa all'altezza delle falde elvetiche si immerge verso Est fino a raggiungere circa 60 km al di sotto della falda del Gran S. Bernardo.

Su questa Moho si accavalla un altro segmento di mantello superiore europeo nel tratto compreso tra la falda del Gran San Bernardo e la linea del Canavese, con Moho posta alla profondità di 25-30 Km, al di sotto delle falde penniniche inferiori. Sopra questo secondo elemento sovrascorre, sempre con vergenza occidentale, la litosfera adriatica con una Moho ancora ben definita immergente ad Est fino alla profondità di oltre 35 Km nel sottosuolo della pianura padana. L'accavallamento di quest'ultimo elemento sul precedente viene messo in relazione dagli Autori citati con il fronte penninico.

Lo stesso motivo è presente nel profilo NFP-20 attraverso le Alpi Centrali (BERNOULLI *et al.*, 1990) il quale mostra con chiarezza l'accavallamento W-vergente della litosfera adriatica su quella europea nonché tutta una serie di retroscorrimenti, a partire da quello della linea insubrica, che caratterizzano la catena sudalpina.

L'analogia tra i risultati della vecchia sismica DSS in Appennino e le recenti acquisizioni CROP, ECORS e NFP nelle Alpi occidentali e centrali, frutto della applicazione di varie tecniche e metodologie geofisiche, nonché la sostanziale continuità degli elementi strutturali attraversati dai profili, è molto significativa. In particolare il sovrascorrimento Ovest-vergente della litosfera adriatica su quella europea costituisce un elemento strutturale continuo dalle Alpi centrali all'Appennino settentrionale così come il fronte penninico e la linea insubrica, quest'ultima, dal Canavese alla Sestri - Voltaggio alla zona compresa tra Elba e Corsica alpina, molto modificata dagli eventi deformativi miocenici. In questa ottica l'evoluzione tettonica dell'Appennino settentrionale è del tutto assimilabile a quella della catena sudalpina e, come quest'ultima, dovrebbe essere vista come un tutt'uno con la catena alpina stessa, sia pure come elemento retrovergente.

I profili C, D, F e, in minor misura, il B e l'E mostrano nella loro zona esterna uno scalino nella Moho adriatica con la parte ribassata posta verso Est. Il salto massimo, di circa 10 Km, si realizza nei profili C ed F. Malgrado la fittezza delle traverse DSS sia

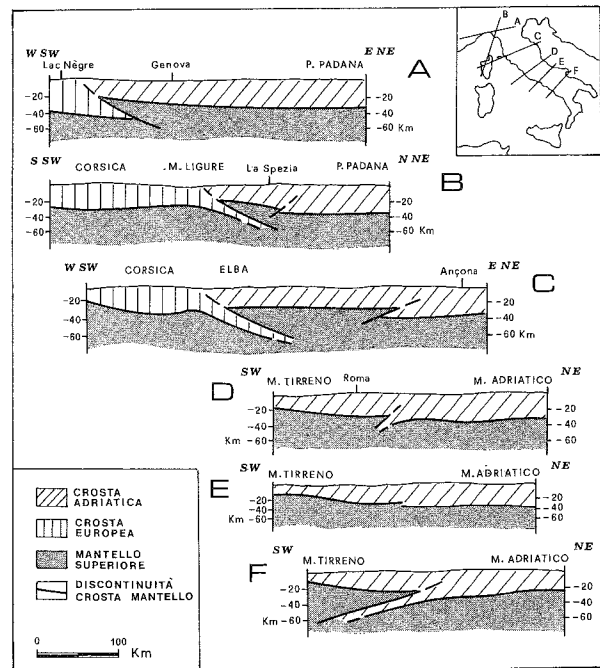


Fig. 11 - Interpretazione di una serie di profili di sismica a rifrazione nell'area appenninica.

alquanto lasca e sebbene la qualità e quantità dei dati nell'ambito di alcuni profili lascino ampi margini di miglioramento nella loro affidabilità, sembra molto probabile che lo scalino individuato costituisca un elemento strutturale continuo caratterizzante tutto l'Appennino di cui ricalca l'andamento arcuato. La sua interpretazione come raddoppio di crosta adriatica Est-vergente viene avvalorata dai dati che emergono dal profilo F ove lo scorrimento del settore apulo al di sotto di quello campano appare molto evidente. E' possibile inoltre che altri raddoppi Est-vergenti, seppure di minore entità, siano presenti nella crosta adriatica almeno limitatamente alla parte tirrenica dell'Appennino settentrionale (ARISI ROTA & FICHERA, 1985; CASSINIS *et al.*, questo volume). Per quello che riguarda i tempi ed i meccanismi che hanno determinato la formazione di questi raddoppi crostali, se assumiamo che quello W-vergente al di sotto dell'Elba sia coevo con l'analogo delle Alpi occidentali e Centrali, bisogna ammettere che esso si è formato in un arco di tempo che va dall'Oligocene superiore al Miocene medio (e parte del superiore, secondo LAUBSCHER, 1990, "fase lombarda"). REUTTER *et al.* (1980) lo localizzano nel Miocene inferiore e ne imputano la formazione ad un meccanismo di disaccoppiamento della crosta adriatica dalla propria litosfera durante la subduzione verso Ovest (riproponendo il concetto di *flake tectonics* di OXBURG, 1971). E' evidente che si tratta di datazioni provvisorie e che ulteriori studi sono necessari. Tuttavia, se datazioni più precise ricadessero nell'intervallo di tempo individuato, il raddoppio W-vergente dell'elemento toscano su quello corso verrebbe a localizzarsi



in un periodo in cui si sono verificati importanti sovrascorrimenti sia nella catena appenninica, sia nel sudalpino, sia, infine nella parte esterna della catena alpina stessa. Ciò è come dire che, analogamente all'elemento insubrico nelle Alpi Centrali (ROURE *et al.*, 1990), l'elemento litosferico toscano nell'accavallarsi su quello corso ha agito da cuneo favorendo l'enucleazione, al di sopra di esso, di sovrascorrimenti Est-vergenti che hanno portato materiali di pertinenza alpina a ricoprire unità appenniniche e, nei livelli più alti ed esterni del suo *multilayer*, a sovrascorrimenti retrovergenti che hanno implicato la Moho. In pratica a collisione Africa - Europa avvenuta già da tempo (POLINO *et al.*, 1990) e con un piano di subduzione W-immersa già individuato ed attivo (PATACCA & SCANDONE, 1984), la costruzione della catena appenninica si configura come l'elemento secondario di una primaria obduzione come se l'effetto più importante della subduzione sia stato quello di creare movimenti antitetici.

#### PROBLEMATICHE E POSSIBILI INDIRIZZI DI RICERCA

I dati DSS finora elaborati sono di tipo analogico; la loro qualità ed affidabilità è ampiamente migliorabile se essi verranno trasformati in dati digitalizzati. E' necessario pertanto che la digitalizzazione, attualmente realizzata sulla campagna DSS del 1978 (DE FRANCO *et al.*, questo volume), venga estesa a tutta la campagna 1974 e, possibilmente, a tutti i profili DSS appenninici. Pur con le limitazioni predette tuttavia, i dati disponibili si sono rivelati molto utili nel segnalare la possibilità di raddoppi crostali W ed E-vergenti rispettivamente nella zona tirrenica e nella parte centrale del profilo. Ancora utili essi si sono dimostrati nel segnalare al di sotto del settore toscano una crosta inferiore ed una Moho di carattere manifestamente anomalo, caratterizzate da Vp decisamente minori rispetto a quelle classiche. Molto utile è, infine, la segnalazione dell'esistenza di strati a bassa velocità, i cosiddetti strati "lenti", sia nelle coperture sedimentarie sia nel basamento cristallino, sia, limitatamente alla Toscana, in tutta la crosta inferiore. Essi, con ogni probabilità, corrispondono ai principali livelli di scollamento responsabili della costruzione della catena durante la compressione e del suo successivo smembramento durante la tettonica estensionale. Nel settore toscano sembra esistere inoltre una diretta correlazione tra la risalita dell'astenosfera e la formazione dello strato lento della crosta inferiore. Le tematiche di ricerca del CROP 03 rimangono pertanto in buona sostanza quelle individuate ormai da tempo dalla sismica DSS; il tema di maggior interesse riguarda la definizione, in termini di velocità e di qualità dei segnali, dei livelli che compongono i *multilayer* litosferici adriatico e corso nonché delle rispettive geometrie in modo che si possa giungere a stabilire in modo oggettivo quali sono gli intervalli duttili e quali quelli fragili, in quali orizzonti nascono i sovrascorrimenti re-

sponsabili dei raddoppi crostali, dove si esauriscono in profondità le grandi faglie distensive e, infine, se il settore tosco-tirrenico così anomalo dal punto di vista geotermico, possiede una litosfera del tutto nuova, neoformata a partire dal Miocene superiore (senza escludere precedenti episodi di carattere precursore), avendo subito la sua propria un effetto di disaccoppiamento dalla crosta sovrastante e di *roll back* con arretramento verso Est (REUTTER *et al.*, 1980; DOGLIONI, 1990; SERRI *et al.*, questo volume), oppure si tratti della vecchia litosfera di tipo adriatico delaminata e assottigliata dalla tettonica estensionale (CHANNELL & MARECHAL, 1988; LAVECCHIA & STOPPA, 1989), profondamente modificata da tutta una serie di processi ancora non perfettamente conosciuti e connessi con la risalita dell'astenosfera.

#### BIBLIOGRAFIA

ALFANO L., DECANDIA F. A., LAVECCHIA G., PIALI G., BIELLA G., LOZEJ, A. & SCARASCIA S. (1982) - *Profilo Piombino - Ancona: dati geofisici ed interpretazione geologica*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 247-258.

ARISI ROTA F. & FICHERA R. (1985) - *Magnetic interpretation connected to "geo-magnetic provinces": The Italian Case History*. Preprint 47th Meeting European Association of Exploration Geophysicists.

BERNOULLI D., HEITZMANN P. & ZINGG A. (1990) - *Central and southern Alps in Southern Switzerland. Tectonic evolution and first results of reflection seismics*. Mem. Soc. géol. Fr., **156**; Mem. Soc. géol. suisse, **1**; Vol. Spec. Soc. Geol. It., **1**, 289-302.

CARROZZO M. T. & NICOLICH, R. (1977) - *Quantitative interpretation of gravity and magnetic data*. Boll. Geof. Teor. Appl., **75-76**, 236-248.

CASSINIS R., FRANCIOSI R. & SCARASCIA S. (1979) - *The structure of the earth Crust in Italy. A preliminary typology based on seismic data*. Boll. Geof. Teor. Appl., **XXI**, 82, 105-126.

CASSINIS R., PIALI G., BROGGI M. & PROSPERI M. (1991) - *Dati gravimetrici a grande scala lungo la fascia del profilo: interrogativi sull'assetto della crosta e del mantello*. Questo volume.

CHANNELL J. E. T. & MARECHAL J. C. (1988) - *Delamination and asymmetric-lithospheric thickening in the development of the tyrrhenian rift*. Atti del 74° Congresso Naz. della Soc. Geol. It., A, 151-155.

COLOMBI B., GUERRA I. & SCARASCIA S. (1977) - *Crustal structure along two seismic refraction lines in the Northern Apennines (lines 1b and 2)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **75-76**, 214-224.

DE FRANCO R., BIELLA G., CORSI A. & PONZIANI F. (1991) - *Digitalizzazione del profilo Corsica - Ancona e profili adiacenti: primi risultati*. Questo Volume.

- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions. Applications to Italy*. Terra Nuova, in stampa.
- GIESE P. & MORELLI C. (1972) - *La struttura della Crosta Terrestre in Italia*. Acc. Naz. dei Lincei, Atti del Convegno, Quaderno N. 183.
- GIESE P., MORELLI, C. & NICOLICH, R. (1978) - *Review on the crustal structure of the Northern Apennines, the Ligurian Sea and Corsica*. In: *Alps, Apennines, Hellenides*; IUGG Scient. Rep., 221-225.
- GIESE P. & REUTTER K. J. (1978) - *Crustal and structural features of the margins of the Adria Microplate*. In: *Alps, Apennines, Hellenides*, IUGG Scient. Rep., 565- 588.
- HIRN, A. & SAPIN, M. (1977) - *Crustal structure beneath Corsica*. Boll. Geof. Teor. Appl., N. **75-76**, 233-235.
- ITALIAN EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP (1982) - *Crustal structure in the Southern Apennines region from D.S.S. data. Proceedings of the EGS-ESC Meeting, Leeds, August 1982*.
- LAUBSCHER H. (1990) - *Deep seismic data from the Central Alps: mass distributions and their kinematics*. Mem. Soc. Géol. Fr., **156**, Mem. Soc. Géol. Suisse, **1**, Vol. Spec. Soc. Geol. Italiana, **1**, 335-343.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) - *Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismo-genesi*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 467-476.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989) - *Il "rifting" tirrenico: delaminazione della litosfera continentale e magmatogenesi*. Boll. Soc. Geo. It., **108**, 219-235.
- LETZ H., REICHERT C. & WIGGER P. (1977) - *Results of two seismic refraction lines in the Northern Apennines (lines 1 and 3)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **75-76**, 225-232.
- OXBURG E. R. (1972) - *Flake tectonics and continental collision*. Nature, **239**, september 22, 202-204.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Structural evolution of the outer margin of the Apennines and related foredeep system*. In: *The lithosphere in Italy: Advances in Earth Sciences Research*. BORIANI et al. (Eds), Acc. Naz. Lincei, Roma, 139-142.
- POLINO R., DAL PIAZ G. V. & GOSSO G. (1990) - *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny in the Alps*. Mem. Soc. géol. Fr., **156**; Mem. Soc. géol. suisse, **1**; Vol. Spec. Soc. Geol. Italiana, **1**, 345-367.
- REUTTER K. J., GIESE P. & CLOSS H. (1980) - *Lithospheric split in the descending plate: observations from the Northern Apennines*. Tectonophysics, **64**, T1-T9.
- ROEDER D. (1990) - *Crustal structure and kinematics of Ligurian and West-alpine regions*. In: *The European Geotraverse: integrative studies*. R. FREEMAN, P. GIESE & St. MUELLER (Eds.), 311-326.
- ROURE F., POLINO R. & NICOLICH R. (1990) - *Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on post-collisional Alpine evolution*. Mem. Soc. Géol. Fr., **156**; Mem. Soc. Géol. Suisse, **1**; Vol. Spec. Soc. Geol. Italiana, **1**, 309-322.
- SCARASCIA S. (1979) - *Alcuni risultati dei profili esplorati in Toscana e aree adiacenti*. Rapporto al Congresso P.F.G., Roma, gennaio 1979, 17-19.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - *Il magmatismo neogenico-quadernario dell'area tosco-laziale-umbra: implicazione sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale*. Questo volume.
- WIGGER P. J. (1984) - *Die Krustenstruktur des Nordapennins und angrenzender Gebiete mit besonderer Berücksichtigung der geothermischen Anomalie der Toskana*. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe B/Hef 9, 1-87.